

# ABLAGERUNGSZYKLEN IM PERM DES MECSEKGEBIRGES

Á. GROSSZ

(Institut für Angewandte Geologie, Loránd Eötvös-  
Universität, Budapest)

Eingegangen am 15. VIII. 1966.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die auf sehr eingehende Prospektion beruhende sedimentgeologische und strukturelle Untersuchung der nördlichen Flanke (Flanke von Bakonya) der Permantiklinale im Mecsekgebirge hat genauere Kenntnisse über Ablagerungsverhältnisse, Paläogeografie, Transportwege des klastischen Materials und Strukturentwicklung ergeben, die auf die ganze Permantiklinale verallgemeinert werden dürfen. Der vorliegende Aufsatz behandelt im ersten Kapitel die sedimentgeologischen Untersuchungen, im zweiten die tektonischen Verhältnisse.

Die sedimentgeologische Untersuchungen umfassten die Gruppe grauer und grüner Sandsteine, die von Vadász als Unterperm, von Barabás-Kiss (1958) als Mittelperm betrachtet werden, sowie die Gruppe von Rotsandsteinen in ihrem Hangenden. Es ergab sich, dass die Gruppe grauer und grüner Sandsteine anhand ihrer lithologischen Eigenschaften zweigeteilt werden kann, nämlich *a*) auf untere, graue und *b*) auf obere, grüne bzw. grünlichgraue Sandsteine. Ihre Unterscheidung erfolgt anhand von lithologischen Merkmalen und z. T. radiometrisch. Die Gruppe *b*) der grünen, grünlichgrauen Sandsteine lässt sich des weiteren dreiteilen. Nämlich bestehen die Sandsteine der grauen Gruppe vorwiegend aus Abtragungsprodukten metamorfer Gesteine; dagegen gewinnen in der Gruppe *b*) die Klastika granitischer Abstammung allmählich die Oberhand, sodass sie örtlich dem Gestein die Züge einer basalen Arkose verleihen. Es lässt sich daraus folgern, dass im Abtragungsgebiet zuerst die metamorfe Schieferhülle, und erst danach der Granit bis zu seiner pegmatitischen Stufe erodiert worden ist.

Die hangende Rotsandsteingruppe nimmt im Osten an Mächtigkeit zu, und tritt weitverbreitet als heteropische Facies der Grünsandsteingruppe auf.

Die Klärung der Lagerungsverhältnisse sowie die eingehende lithologische Untersuchung gestattet Folgerungen über die Facies- und paläogeografischen Verhältnisse, und auch über Abtragungsgebiet und Transportrouten der Klastika. Letztere dürften vom O nach dem W verlaufen sein; als Abtragungsgebiet lässt sich der Granit und seine Schieferhülle östlich vom Mecsekgebirge behaupten.

Im Rahmen der strukturgeologischen Untersuchung haben wir die Verwerfungen des Gebietes systematisiert und fünf Gruppen unterschieden, deren Altersverhältnisse genau festgestellt werden konnten. Zwecks der synoptischen Betrachtung dieser Bruchsysteme mit denen der Südflanke der Antiklinale haben wir sie in ein Deformationsellipsoid zusammengefasst. Es stellte sich heraus, dass unter den parallelisierbaren Bruchsystemen der beiden Flanken Analogien bezüglich des Spannungsfeldes bestehen: wenn nämlich die einen Zugspannungen beweisen, so tun es auch die anderen usw.

### *1. Geschichte geologischer Erforschung der Permbildungen im Mecsekgebirge*

Die grundlegende und bahnbrechende Arbeit der geologischen Erkundung des Mecsekgebirges und auch seiner Permbildungen war das Verdienst von K. Hofmann, J. Böckh, O. Heer, J. Tuzson und E. Vadasz. Die Feststellungen dieser eingehenden und grundlegenden Arbeiten sind in ihren Grundzügen auch heute noch gültig. Als Erste haben sich K. Hoffmann und J. Böckh mit der eingehenden Untersuchung des Perms im Mecsekgebirge befasst. Ihre Erkenntnisse sind durch die Tätigkeit von E. Vadasz bedeutend weiterentwickelt worden. Letzterer fasste in einer 1935 erschienenen Monografie die Ergebnisse mehrerer Forschungsjahre zusammen. Obwohl die späteren Aufschlüsse und deren Bearbeitung einige seiner Behauptungen modifizierten, so sind diese im allgemeinen heute noch unentbehrlich als Grundlagen heutiger Forschung.

Die 1956 verfasste Kandidatenthese von A. Barabás, „Die Permbildungen des Mecsekgebirges“, mag als eine Ergänzung und Vervollkommnung dieser grundlegenden Arbeiten gelten. Da die Permserie des Mecsekgebirges keine Fossilien führt, die die Faciesverhältnisse und die Altersprobleme klären würden, kommt den modernen, komplexen sedimentgeologischen Untersuchungen von A. Barabás eine besondere Bedeutung zu.

Bis zu der letztgenannten Arbeit beruhten die Ergebnisse fast ausschliesslich auf Oberflächenaufschlüsse: Tiefbohrungen (wie die von Bakonya-Töttös) waren Seltenheiten. Die in den letzten Jahren bedeutend fortgeschrittene Bohrtätigkeit sowie die zahlreichen Schürfungen und der Bergbau ergaben eine Menge neuer Angaben, die eine Zusammenfassung der neueren geologischen Untersuchungen und Beobachtungen verlangen. Der Verfasser hat sich im vorliegenden Aufsatz das Ziel gesetzt, in diesem Sinne die Nordflanke der Permantiklinale im Mecsekgebirge und besonders deren eingehend untersuchte Teilgebiete in allen Einzelheiten geologisch darzustellen.

### *2. Geologischer Bau*

In ihrer Hauptmasse besteht die grundlegende Struktureinheit des westlichen Mecsekgebirges, die Perm-Trias-Antiklinale, die, im Osten geschlossen, im Westen offen unter junge Ablagerungen taucht (Vadasz, 1960), aus den drei Gliedern der mecsekischen Permserie. Längs der Achse dieser flachen Brachyantiklinale sind die jüngeren Permbildungen abgetragen, sodass dort



ausschliesslich ältere Glieder vorkommen (Töttös-Bakonya). Nördlich davon findet man die vollkommenste Schichtenreihe der Permablagerungen im ganzen Mecsekgebirge. Innerhalb dieser Nordflanke wurde der Umgebung von Bakonya und deren östlichen Fortsetzung (bei Tóvár—Cserkut) und westlichen Flanke ein besonderes Augenmerk gewidmet. Der eingehenden Betrachtung dieses Teilgebietes soll jedoch eine kurze Zusammenfassung der Stratigraphie der Permbildungen im Mecsekgebirge vorangehen.

Anhand von Facies- und lithologischen Merkmalen hat E. V a d á s z im Perm des Mecsekgebirges drei Gruppen unterschieden:

a) Untere Gruppe. Graugrüne, untergeordnet bräunlichrote, ziemlich lockere Sandsteine zwischen Cserkut und Boda, mit dünnen Kohlenschnüren und Pflanzenresten. Die häufigen Zwischenlagen von rotem Ton werden im oberen Teil der Gruppe vorherrschend.

b) Mittlere Gruppe. Grobes Konglomerat, gegen die höheren, roten, tonigen Lagen der unteren Gruppe scharf abgegrenzt.

c) Obere Gruppe. (Jakabhegy-Sandstein.) Dieser Komplex besteht überwiegend aus Rotsandstein, eher grobbankig als feingeschichtet. Im oberen Teil der Gruppe erlangt ein roter toniger Sandstein die Vorherrschaft; er geht mit zunehmendem Tongehalt allmählich in die Trias über.

Die obige Gliederung von E. V a d á s z ist durch A. B a r a b á s (1955) abgeändert worden: die beiden Gliederungen lassen sich jedoch leicht parallelisieren. Dieser Umstand geht auch aus der untenstehenden Tabelle hervor.

Tabelle 1.

	Nach E. Vadász		Nach A. Barabás
	Obere Gruppe	Jakabhegy-Sandstein	
Ober-Perm			6/b Schräggeschichteter Rotsandstein (ebene Querschichtung)
			6/a Schräggeschichteter Rotsandstein (bogenförmige Querschichtung)
Mittel-Perm	Mittlere Gruppe	Grober Konglomerat	5 Grober Konglomerat
		Roter, schiefriger, toniger Sandstein	4 Rotsandstein unter dem groben Konglomerat
	Untere Gruppe	Graugrüner, bräunlich-roter Sandstein mit Kohlenschnüren und roten, tonigen Zwischenlagen	3 Grauer Sandstein mit Zwischenlagen von grünem Sandstein 2 Gruppe bunter Sandsteine und Konglomerate
Unter-Perm			1 Gruppe roter Tonschiefer

Die obige Gliederung durch A. B a r a b á s, 1955 entstanden, ist seitdem durch die neueren Ergebnisse etwas abgeändert worden. Unter Beachtung dieser letzteren haben E. V a d á s z, sowie J. K i s s und A. B a r a b á s, 1957 bzw. 1958 neue stratigrafische Gliederungen entworfen. Nun setzte auch schon V a d á s z die Bildungen im Liegenden des groben roten Konglomerats bzw. Sandsteines in das Unterperm und die Konglomerate selber in das Mittelperm. Nach A. Barabás unterschied auch er die unteren, bogenförmig, und die oberen, platt kreuzgeschichteten Gruppen im Jakabhegy-Sandstein. Die nunmehr auch anstehend vorgefundenen Quarzporphyre reihte er in die unterste Stufe des Unterperms, die örtlich durch Tiefbohrungen bekanntgewordenen gipsführenden Tone in das obere Perm (u. zw. als Schlussglied) ein.

Tab. 2

Glied	Stufe	Vadász 1957	B. r. Lás—Kiss, 1958
Oberes	Thüringisch	Örtlich gipsführender Tonkomplex  Sandstein mit ebener Schrägschichtung  Sandstein mit bogenförmiger Schrägschichtung	Schrägeschichteter Rotsandstein mit wenig Feldspat
Mittleres	Saxonisch	Grobes Konglomerat, Rotsandstein und feinkörniges Konglomerat	Fluvialer, kreuzgeschichteter Rotsandstein, mittelmässig feldspatreich  Fluviales Grobkonglomerat  Arkosensandstein, in seichten Teichen abgelagert  graue und grüne Lagunensandsteine mit Zwischenlagen von Rotsandstein  Diskordanz ?
Unteres	Autunisch	Gelber, grauer und grüner Sandstein, feinkörniges Konglomerat, Brandschiefer, Pflanzenreste, verkieselte Baumstämme  Hellroter, lockerer Sandstein, roter sandiger Ton  Quarzporphyr	Mariner dolomitischer Mergel  Mariner roter Tonstein  Mariner roter Tonstein, Tonschiefer, Aleurit  Quarzporphyr (terrestrisch)



Die neue Gliederung durch A. Barabás—J. Kiss teilt die Unterperm-Bildungen noch weiter auf und betrachtet nicht das Grobkonglomerat, sondern die darüberliegenden bogenartig kreuzgeschichteten fluvialen Rotsandsteine als Schlussglied des Mittelperms. Die neuestens aufgeschlossene Gruppe gipsführender Tone wird durch diese Verfasser in die Untertrias eingereiht.

Die untenstehende Tabelle (nach E. Vadász) gestattet den Vergleich der beiden Gliederungen.

Damit sind jedoch die Bestrebungen für die eingehende Erkenntnis und genauere stratigraphische Gliederung der Permserie noch keineswegs abgeschlossen, und die gegenwärtigen Forschungen können wohl neuere Ergebnisse bringen, die unsere Kenntnisse noch weiter anreichern werden.

Im Folgenden nimmt Verfasser vor, die Schichten, die bei Vadász als „Gelber, grauer und grüner Sandstein, feinkörniges Konglomerat, Brandschiefer, Pflanzenreste und verkieselte Baumstämme“ im Unterperm, bei Barabás und Kiss aber als „graue und grüne Lagunensandsteine mit Zwischenlagen von Rotsandstein“ im Mittelperm figurieren, einer eingehenden Untersuchung zu unterwerfen. (Laut der früheren Gliederung entsprechen diese Schichten der Unteren Gruppe des Mittelperms bei Vadász, und dem Mittelperm — 3 [Grausandstein, Grünsandstein] von A. Barabás.)

#### A) SEDIMENTGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG DER NORDFLANKE DER PERMANTIKLINALE

### 1. Gruppe der grauen und grünlichgrauen Sandsteine

Anhand der Facies und der lithologischen Entwicklung kann diese Gruppe zweigeteilt werden auf:

- a) Untere, graue Sandsteine
- b) Obere grüne und grünlichgraue Sandsteine.

Diese Zweiteilung wird begründet durch die auch makroskopisch wahrnehmbaren Unterschiede zwischen den beiden Serien. Die grünen Sandsteine unterscheiden sich nämlich von den grauen in den folgenden Merkmalen:

1. Wenigstens 50% der Schichten sind grün oder grünlichgrau,
2. Die Feldspatkörner sind rosa (sie sind weiss in der unteren Serie),
3. Die Korngrößenverteilung ist abwechslungsreicher,
4. Überschuss an granitischen Gemengteilen (in der unteren Serie haben metamorfe Gemengteile die Oberhand),
5. Die Grenze der beiden Serien lässt sich auch radiometrisch nachweisen.

Beide Glieder dieser Gruppe sind in der vollständigsten Entwicklung an der nördlichen Flanke der Antiklinale vorzufinden. Die Schichten sollen nun nach der obigen Zweiteilung eingehender beschrieben werden.

### *a) Serie grauer Sandsteine*

Die Abgrenzung dieser Serie gegen die Gruppe bunter Ablagerungen im Liegenden ist selbst nach den neuesten Forschungsergebnissen ziemlich schwer. Praktisch kann man die Grenze dort ziehen, wo die letzten roten Zwischenlagen aus der bunten Gruppe verschwinden, die grüne Gesteinsfarbe von der grauen abgewechselt wird, und die roten und rosa Klastika aus dem Gestein fortbleiben. In den Gesteinen der bunten Gruppe kommen häufig rosa Feldspat und roter Gesteinsschutt vor. In der Gruppe grauer Sandsteine sind weisse oder hellgraue Feldspäte und grauer Schutt die vorwiegenden Gemengteile. Pflanzenreste kommen in beiden Gruppen vor, jedoch findet man in der bunten Gruppe keine Kohlenschnüre und verkieselten Baumstämme.

Die Serie grauer Sandsteine besteht überwiegend aus Schichten von grauem Arkosensandstein. Die Mengenverhältnisse der gesteinsbildenden Mineralien sind veränderlich. Unter den Feldspäten kommt neben dem häufigsten saueren Plagioklas hauptsächlich K-Feldspat (oft Mikroklin, manchmal perthitisch) vor, der infolge der chemischen verwitternden Wirkung der abtragenden Media seine rote, hellrote Farbe einbüsst. Unter den Feldspatkörnern kommen auch mehr oder minder abgerollte, kaolinitisch oder serizitisch verwitterte vor. Der Feldspatgehalt ist etwa 20% im Durchschnitt, höchstens 30%. Auch in dieser Hinsicht unterscheidet sich diese Serie von den feldspatreicheren hangenden Sandsteinen.

Der Quarzgehalt variiert von 15 bis 70%. Er ist überwiegend metamorpher, z. T. jedoch magmatischer bzw. epigenetischer Abstammung. Als Gesteinsschutt kommen Körner von Phyllit, Quarzporphyr, Quarzit, Mikrogranit, Mikrofelsit vor. Der Sandstein ist geschichtet, bankig. Die Korngrößenverteilung ist psammitisch, jedoch örtlich in Linsen auch psephitisch. Das Bindemittel ist tonig, kieselig, karbonatisch. Die Karbonatkörner des Bindemittels formen örtlich kleine Aggregate zwischen den Feldspat- und Quarzkörnern. Als akzessorische Gemengteile können Zirkon, Turmalin und Titanit genannt werden.

Eine eigenartige Bildung ist der mikrogeschichtete Sandstein. Man findet auch grünlichgraue bzw. graue Tonschiefer und sandige Tonschiefer, die in der Hauptsache aus einer tonig-serizitischen Grundmasse bestehen, doch wesentliche Mengen von feinkörnigem Quarz und Feldspat enthalten. Die Abmessungen der Quarz- und Feldspatkörner betragen in diesen 0,01 bis 0,07 mm, und erreichen selten 0,1 mm. Ihre Menge ist etwa 20 bis 40 %. Auch verhältnismässig kleine, linsenartige Zwischenlagen von Kalk und Dolomit sind ziemlich häufig. In ihrer Umgebung gibt es oft mehr oder minder kugel- bzw. diskosförmige Konkretionen, deren Durchmesser zwischen 1 und 20 cm liegt. Manchmal trifft man Faciesübergänge, die sich in erster Reihe in Korngrößenunterschieden bemerkbar machen. Solche Übergänge sind die häufigsten Ursachen der linsenartigen Lagerung. Die Mächtigkeit der Linsen beträgt etliche cm bis einige m, im Streichen lassen sie auf Entfernungen von 10 bis etlichen hundert m verfolgen.

Merkwürdigerweise unterliegt der graue Sandstein in den Oberflächen-aufschlüssen einer limonitischen Verwitterung, wogegen die grünen Schichten der bunten Gruppe ihre Farbe auch an der Oberfläche bewahren. Diese Er-



scheinung kann mit ihrem ursprünglichen Sulfidgehalt in Zusammenhang stehen. Die verkohlten Pflanzenreste, verkieselten Baumstämme nehmen aufwärts an Häufigkeit zu, und werden allmählich reicher an Pyrit. Linsenartige Einschlüsse von grünlichgrauer Farbe werden auch zahlreicher und bilden eine Übergangszone von 10 bis 20 m Mächtigkeit, die in die verhältnismässig scharf abgrenzbare grünlichgraue — grüne Sandsteingruppe hinüberführt.

In der Lithologie und in den Lagerungsverhältnissen der grauen Sandsteingruppe gibt es gewisse wohlbegrenzbare regionale Unterschiede. In erster Reihe handelt es sich darum, dass im westlichen Teil der Nordflanke (westlich von Bakonya) die grünlichgrauen linsenartigen Einlagerungen nicht nur nach oben, sondern auch nach unten häufiger werden, und in einem ziemlich mächtigen Teil der Serie vorliegen. Dadurch wird die Begrenzung nach oben ungewisser, als im östlichen Teil der Nordflanke (um Cserkut). Nämlich kann von Cserkut bis Bakonya die eine Serie von der andern wie gesagt recht scharf unterschieden werden, westlich von Bakonya wird diese Grenze jedoch immer verschwommener. So kann die Zerteilung der grauen-graugrünen Sandsteingruppe eindeutig nur in der Umgebung von Bakonya und östlich davon ausgeführt werden. Weiter westlich kann jedoch die stratigrafische Grenze in der streichenden Verlängerung der wohldefinierten Grenze zwischen Bakonya und Cserkut gezogen werden. Auch in der Korngrößenverteilung sind die Unterschiede weniger markant als im Osten. Worwiegend trifft man mehr oder minder wohlsortierte grob- und mittelkörnige Sandsteine. Untergeordnet kommen grauer Tonschiefer, Linsen von Brandschiefer und Einlagerungen von feinkörnigem Konglomerat vor.

In der Umgebung von Bakonya und weiter östlich sind die linsenförmigen Einlagerungen recht selten. Die Unterschiede der Hangendbildungen gegenüber kommen klar zur Geltung. Nach oben kann die Grenze oberhalb der Übergangszone von 15 bis 20 m Mächtigkeit mit ziemlicher Gewissheit gezogen werden.

#### *b) Serie grüner, grünlichgrauer Sandsteine*

Diese Serie überlagert in den einzelnen Teilen des besprochenen Gebietes auf die oben gesagte Weise die Serie der grauen Sandsteine. Der Übergangszone unbeachtet ist die Grenze zwischen den beiden mit der Ausnahme des westlichen Randgebietes ziemlich scharf. Von den liegenden Bildungen lässt sich die Serie der grünen-grünlichgrauen Sandsteine wie oben gesagt unterscheiden; vom Hangenden weicht sie auch scharf ab, da das letztere eine rote bzw. rötlichviolette Farbe hat (Rotsandstein unterhalb des Konglomerats). In grösster Mächtigkeit und vollständigster Entwicklung kommt die Serie grüner bzw. grünlichgrauer Sandsteine eben im besprochenen Gebiet vor. Sie lässt sich anhand ihrer lithologischen Eigenschaften dreiteilen; nämlich nimmt nach oben die Menge der (rosa) Feldspatkörner allmählich zu; der Prozentsatz der Gemengteile magmatischen Ursprungs (Quarz, frische, rosa Feldspatkörner, Bruchstücke von Quarzporphyr) wächst auch nach oben; die Mannigfaltigkeit der Lithofacies und die linsenartige Lagerung kommen nach oben zu auch immer mehr zur Geltung. Die obengenannte Dreiteilung wird zu einem ge-



wissen Grade erleichtert, ja sogar begründet durch eine Lage von Rotsandstein, die als heteropische Facies vom Osten her sich in die Serie einkeilt.

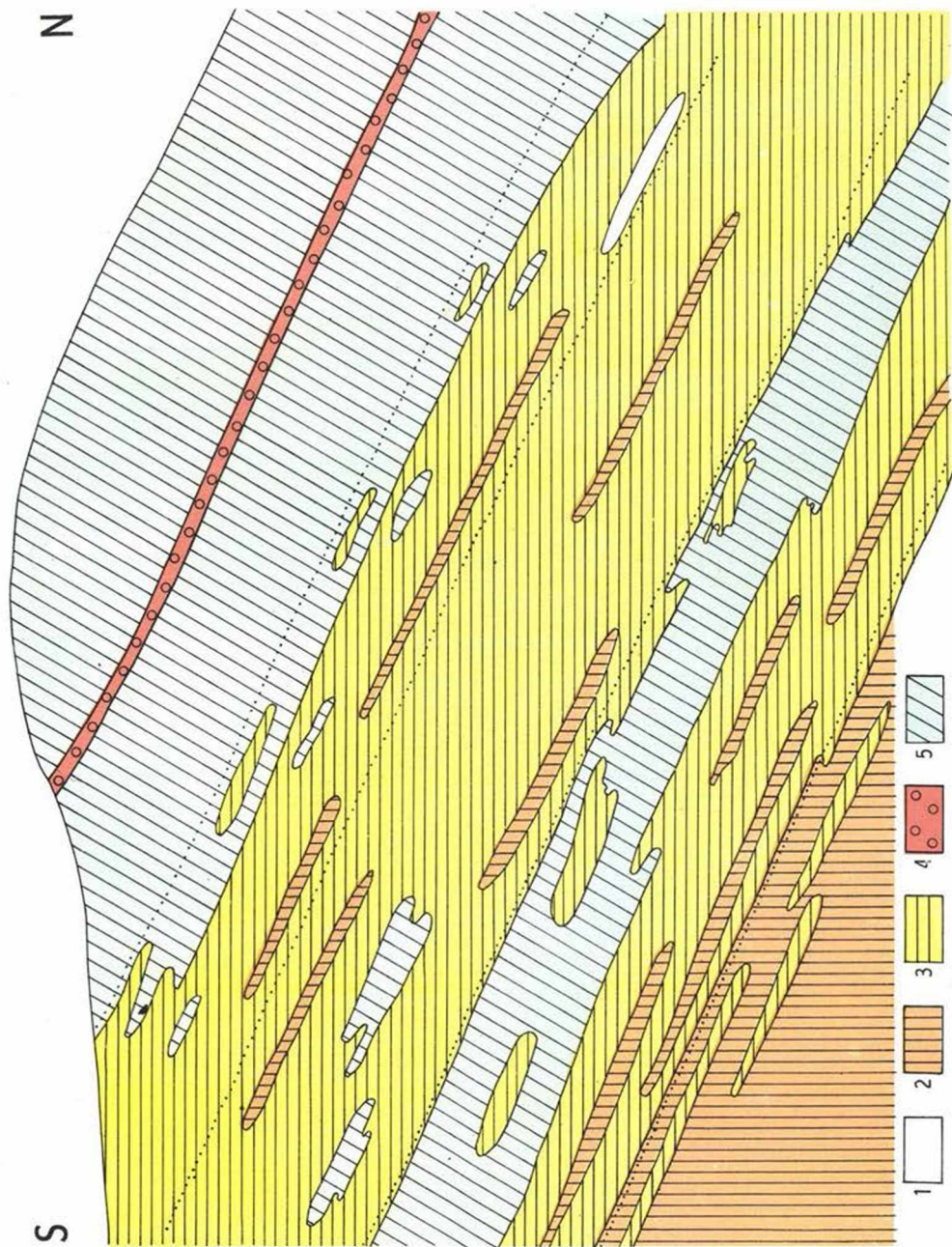
Um die Lagerungsverhältnisse und die stratigraphische Gliederung zu veranschaulichen, haben wir die Schichtenfolge in den beigefügten Profilskizzen zusammengefasst (Abb. 1–2.).

Aus dem O–W streichenden Profil geht es klar hervor, dass die Gruppe der roten Sandsteine, die im Hangenden der besprochenen Serie auftritt, sich nach W zwischen die grünen-grünlichgrauen Sandsteine der Gegend von Bakonya fingerartig einkeilend verjüngt. In gewissen Teilen der Serie tritt er daher als Einlagerung auf, und im W verschwindet er ganz. Die Dreiteilung der Serie geschieht auf die in den Profilen dargestellte Weise. Demnach reicht das untere Glied bis zur oberen Grenze des „eingekeilten“ Rotsandsteines, wogegen die Zweiteilung der darüberliegenden Schichtenreihe das mittlere und das obere Glied ergibt. Das Profil zeigt auch, dass im O nur das untere Glied vorhanden ist, da die beiden oberen vom roten Sandstein ersetzt werden. Die stratigraphische Begrenzung der einzelnen Glieder ist jedoch im Profil punktiert im Rotsandstein weitergeführt worden. Der Rotsandstein steht lithologisch den Gliedern der grünen Sandsteinserie näher, jedoch kann sie facieell dem Rotsandstein im Hangenden der Serie gleichgesetzt werden. Die Abbildungen zeigen auch die kleineren grünen Sandsteinlinsen im hangenden Rotsandstein, die, im unteren Teil des letzteren recht häufig, weiter oben immer seltener werden.

### Lithologie der grünen – grünlichgrauen Sandsteinserie

Der Sandstein besteht überwiegend aus mittelkörnigem Feldspat (30 bis 35%), und Quarz mit wenig Glimmer. Das Bindemittel des mittelmässig oder schlecht sortierten Sandsteines ist grösstenteils Illit; häufig tritt eine chromhaltige Abart dieses letzteren vor. Weitere Bindemittel sind Kalzit, Dolomit und Ankerit. Die Menge der Feldspäte ist in den einzelnen Horizonten der Serie ungleich, und auch horizontal gibt es gewisse Unterschiede. In den grauen Schichten beträgt sie im Durchschnitt 15 bis 30, in den grünen Schichten 25 bis 50%; in der Basalarkose erreicht sie örtlich 90%. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der Quarz magmatischen und metamorphen Ursprungs ist und dass der Prozentsatz der metamorphen Körner nach oben hin zugunsten der magmatischen abnimmt. Unter den Feldspäten ist Ortoklas in Überschuss, jedoch können auch Mikroclin, Perthit, sowie basischer und saurer Plagioklas nachgewiesen werden. Parallel mit der Anreicherung magmatischer Quarzkörner lässt sich auch die Anreicherung von rosa Feldspat beobachten. Offenbar steht das mit der Veränderung des Abtragungsgebietes in Zusammenhang: nach den vorher abgetragenen Schiefergesteinen der metamorphen Hülle kommt es jetzt zur Abtragung der granitischen Kerne. Die Feldspäte sind im allgemeinen frisch, jedoch kann örtlich auch eine kaolinische Verwitterung beobachtet werden. Quarzporphyrerschutt tritt auf und gewinnt aufwärts an Bedeutung: die grösste Anreicherung dieses Gemengteiles erfolgt im hangenden Rotsandstein.

Abbildung 2.

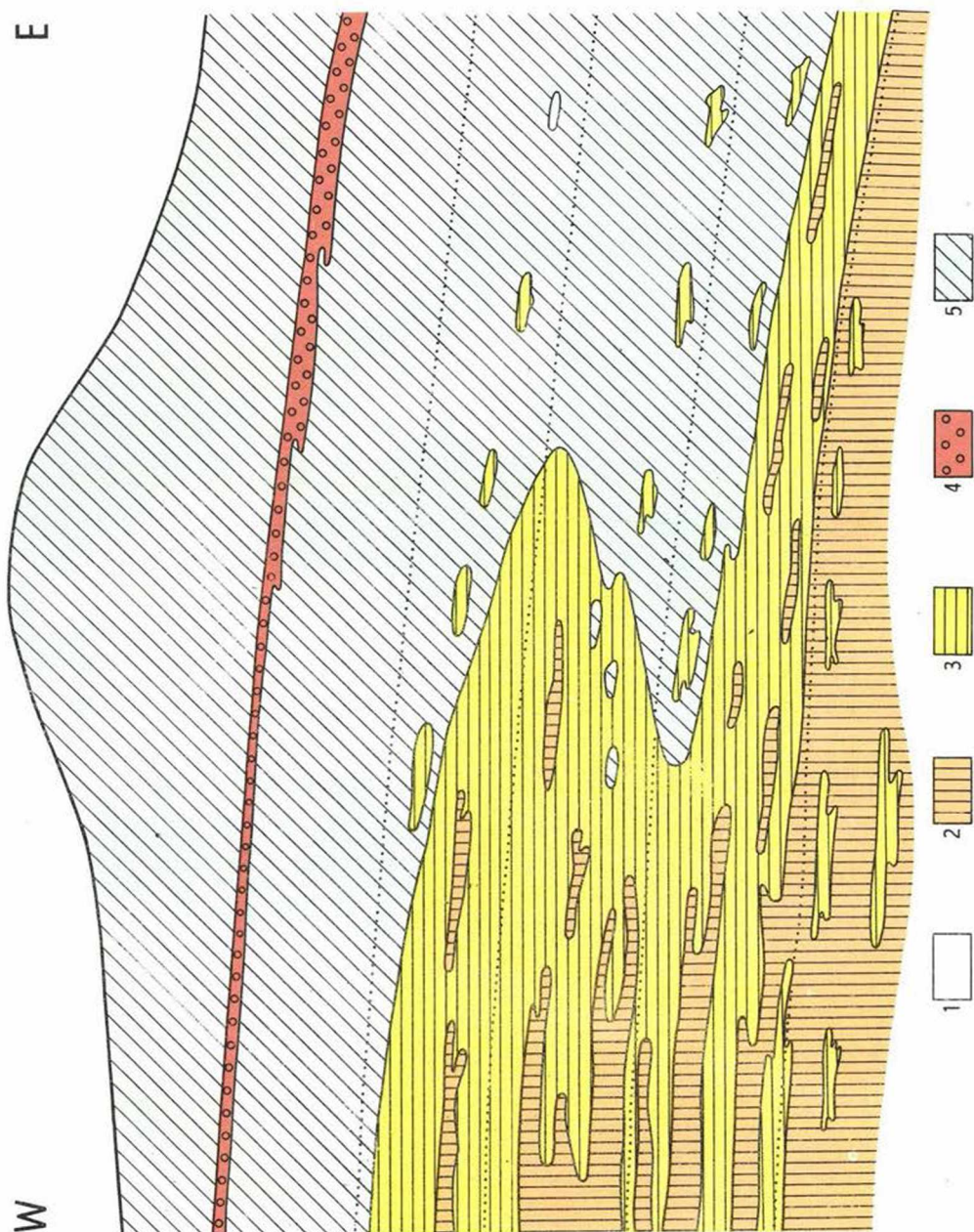


MÄFI 75/1967

Abb. 2. Profilskizze in Einfallsrichtung

Zeichenerklärung: 1. Dunit sandsteingruppe; 2. Serie grauer Sandsteine; 3. Serie grünlich-grauer Sandsteine; 4. Konglomerat; 5. Gruppe der Rotsandsteine des Jakobberg.





MAFI 75/1967

Abb. 1. Profilskizze in Streichrichtung

Zeichenerklärung: 1. Buntsandsteingruppe; 2. Serie grauer Sandsteine; 3. Serie grüner-grünlichgrauer Sandsteine; 4. Konglomerat; 5. Gruppe der Rotsandsteine des Jakabhegy.



Es lässt sich mikroskopisch nachweisen, dass neben den obengenannten Gemengteilen in gesteinsbildender Menge noch Muskowit (Biotit) und Detritus von Phyllit, Bostonit, Lydit und Gneis vorkommen. Akzessorische Gemengteile sind Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit, Amfibol, Chlorit, Magnetit und Ilmenit, Pyrit, Galenit, Sphalerit, Nikkelin, Kobaltin, Kalkopyrit, Molybdenit. Die sulfidischen Minerale sind z. T. auti-, z. T. allotigenetisch. Epigenetische Minerale sind Baryt, Manganokazit, ein Teil des Ankeritz, Rauchquarz, Gips und vielleicht die „Vanadate“. Die klastischen Gemengteile sind im allgemeinen eckig, wenig abgerollt, was auf kurze Transportwege schliessen lässt. Die soeben beschriebenen Gesteine sind psephitischer bis psammitischer Zusammensetzung.

Tonige Gesteine sind in verhältnismässig geringer Mächtigkeit, jedoch in ziemlich grosser horizontaler Verbreitung bekannt. Sie bestehen hauptsächlich aus Illit. Ihre Farbe ist im allgemeinen dunkelgrau, oft sehr dunkel getönt infolge feinverteilter organischer Stoffe. Weitere gesteinsbildende Gemengteile sind Quarz, Karbonat, Pyrit: ihre Textur ist meistens schieferig, geschichtet.

Karbonatische Gesteine kommen nicht in grosser Verbreitung vor. Sie bestehen überwiegend aus Kalzit, Dolomit bzw. Ankerit, und sind häufig durch kohlenstoffreiche organische Verbindungen dunkel gefärbt. Meistens kommen sie als kugelige oder auch mehr oder minder unregelmässig geformte Konkretionen, in kleinen Linsen, jedoch auch als dünne Schichten vor (10). Selten sind epigenetische Kalzitadern als Kluftfüllungen in Mächtigkeiten von etlichen mm bis 20 cm sichtbar. Die Serie weist keine grosse Mannigfalt lithologischer Typen auf. Die linsenartige Lagerung der sowohl im Streichen als auch im Einfallen stark begrenzten Schichten wird in erster Reihe durch die faciel bedingten Unterschiede der Korngrössenverteilung bedingt. Auch in der Veränderlichkeit der Korngrössenverteilung gibt es jedoch Unterschiede, in Streich- und Einfallsrichtung ebensogut wie auch vertikal.

### Lagerungsverhältnisse und Stratigrafie der grünen, grünlichgrauen Sandsteingruppe

Im unteren Glied der Serie kommen im O überwiegend grünlichgraue, graugrüne fein- bis maximal mittelkörnige Sandsteine vor. Die Parallelisierung der Schichten über verhältnismässig grosse streichende Entfernungen wird ermöglicht durch Zwischenlagen von kennzeichnenden dunkelgrauen bis fast schwarzen tonig-schieferigen feinkörnigen Sandsteinen. Die Ausmassen dieser Linsen bzw. Schichten betragen in Streichrichtung etliche 10 bis einige 100 m. Auch sind im östlichen Teil dieser Serie Kohlenschnüre, verkohlte Pflanzenreste und verkieselte-karbonatisierte, verkohlte Baumstämme recht häufig. Die Baumstämme sind hier meistens von einer verkohlten Rinde umgeben. Manchmal liegt innerhalb dieser Rinde, dicht am Baumstamm, eine Lage von Chromhydroglimmer (8). Die an verkohlten organischen Resten reichen Schichten haben örtlich hohe Pyritkonzentrationen (bis 5%). Selten ist der pelitische, dunkle Sandstein auch pyritreich.

Im östlichen Gebiet, im unteren Glied kommen oft in feinkörnige pelitische Sandsteine „eingebettet“ karbonatische Konkretionen von Kugel- oder

unregelmässiger Form vor. Als sekundäre Ausfüllungen sind auch Kalzitader von 10 bis 15 cm Mächtigkeit vorzufinden.

Im mittleren und westlichen Teil des Gebietes zeigt die Lithologie des unteren Gliedes nicht mehr dieselbe grosse Mannigfalt als im Osten. Hier sind grobkörnige, oder wenigstens mittelkörnige Sandsteine am weitesten verbreitet. Sie sind mittelmässig oder schlecht sortiert, grünlichgrau, graugrün, vorwiegend mit kalzitischem Bindemittel. Seltener kommen dünne Schichten oder Linsen von feinkörnigem Sandstein vor, die viel pelitisches Material und organische Stoffe enthalten. Auch die Kohlenschnüre und Baumstämme sind seltener als im Ostteil des Gebietes.

Da wir das untere Glied bis zu den fingerartigen Zwischenlagen von Rotsandstein bzw. bis zur Zwischenlage von Rotsandstein im mittleren Teil rechnen, zählen wir die grünen bzw. grünlichgrauen Sandsteinlinsen in denselben auch noch zum unteren Glied. Diese grünen Sandsteinlinsen im Rotsandstein sind ziemlich umfangreich. In diesem Schichtenkomplex ist rosa Feldspat bereits häufiger, und örtlich trifft man schon recht feldspatreiche Lagen. Die Korngrösse ist hier im allgemeinen mittelmässig. Fein- bzw. grobkörnige Abarten kommen nur vereinzelt vor. Die Grenze dem mittleren Glied entgegen ist hier scharf, da der Rotsandstein von grünem Sandstein überlagert wird. Im Westen ist die Grenze dagegen verschwommener, da sich dort graue und grüne Sandsteine gegenüberstehen. Die Grenze der beiden Glieder ist in der mittleren Zone am schärfsten.

Die kennzeichnenden lithologischen Eigenschaften der Serie kommen erst im mittleren Glied richtig zur Geltung. In erster Reihe handelt es sich um die Anreicherung von rosa Feldspat. Die Lagerung des Gliedes ist linsenartig. Die Mächtigkeit der Linsen geht von etlichen cm bis etwa 6 m, jedoch sind die meisten 0,5 bis 1,5 m dick und 5 bis 60 m breit. Diese linsenartige Lagerung hat die regelmässige Auskeilung der „Schichten“ zur Folge, jedoch sind fingerartig verzahnte Schichten auch recht häufig. Die Linsen vertreten vor allem Korngrössenunterschiede, jedoch sind scharfe Unterschiede in der Gesteinsfarbe auch oft zu verzeichnen. Besonders auffallend ist das bei den grünen bzw. grünlichgrauen Linsen, die im Streichen oder vertikal innerhalb von einigen cm in rotes Sediment übergehen.

Ein anderes Merkmal des mittleren Gliedes ist das Auftreten von Tonbändern an vielen Schichtgrenzen, in den Schichtfugen. Der Ton ist im allgemeinen dunkelgrau, oder in Abhängigkeit von seinem Gehalt an organischen Stoffen noch dunkler. Parallel mit diesen Tonlagen findet man oft liegende Baumstämme mit verkohlter Rinde und mit ringsherum zerstreuten Pyritkörnern.

Im mittleren Glied nimmt von unten nach oben die Menge von rosa Feldspat sowie von Quarzporphyrschutt rasch zu.

Weiter westlich ist rosa Feldspat und Quarzporphyrdetritus wieder weniger stark angereichert. Auch die durch die Korngrössenverteilung widerspiegeln Faciesunterschiede sind weniger charakteristisch, als im mittleren Gebiet. In der westlichen Fortsetzung verkümmern sich die einzelnen eingekeilten Finger von Rotsandstein allmählich in kleineren oder grössere Linsen und die linsenartige Lagerung ist auch weniger ausgesprochen und allgemein, als im östlichen Teil. Die Linsen bzw. Schichten können über



grössere Entfernungen verfolgt werden, und die in Korngrößenverteilung und Farbe der Gesteine bestehenden Unterschiede sind nicht mehr so markant. In der streichenden Fortsetzung nach dem O weist das mittlere Glied einen so scharfen faciiellen Unterschied auf (Rotsandstein), dass wir es bereits zum hangenden Rotsandstein rechnen. Jedenfalls steht es in Lithofacies den übrigen Gesteinstypen des mittleren Gliedes näher als dem Rotsandstein im Hangenden. Das wird auch durch die örtlich in ihm auftretenden Linsen von grünem, grünlichgrauem Sandstein belegt.

Der Übergang zum oberen Glied fängt mit der zunehmenden Häufigkeit pelitischer Ablagerungen an. Diese sind auch linsenförmig gelagert, so dass sie im Streichen nicht weit verfolgt werden können. Nach oben zu werden diese pelitischen Schichten allmählich karbonatisch, und enthalten oft diskosförmige Konkretionen. (Kiss – Grossz, 1958). Die Grenze kann etwa bei dem Auftreten zahlreicher pelitischer Einlagerungen gezogen werden, und die karbonatischen Lagen gehören schon entschieden in das obere Glied.

Dieses obere Glied der Serie ist ausgezeichnet durch noch mehr rosa Feldspat und Quarzporphyrschutt als das mittlere Glied. Hier kommen die Schichten von 80 bis 90% Feldspatgehalt vor, die wie eine Basalarkose aussehen. Über den karbonatisch-pelitischen Bildungen von Euxin-Facies entwickeln sich allmählich, mit der Zunahme der Korngrösse, mittel- bzw. grobkörnige grüne, grünlichgraue Sandsteine. Die verkohlten Pflanzenreste werden nach oben zu seltener, und bleiben dann völlig aus. Die Abwechslung von Gesteinslinsen grüner und roter Farbe wird besonders kennzeichnend. Die Mächtigkeit der Linsen in diesem Glied ist bereits viel geringer als tiefer unten: 0,5 bis 1,0 m. Ihre horizontale Ausdehnung ist begrenzt, was die Parallelisierung der Schichten erschwert.

Im Westen des Gebietes werden die Farben blasser; grünlichgraue und graugrüne Farbtöne werden überwiegend. Diese zeigen örtlich, besonders in der Nähe des Hangenden, kleinere rote Linsen. Die karbonatreichen Schichten, die die Konkretionen enthalten, keilen im Osten und auch im Westen aus.

Die Grenze dem hangenden Rotsandstein gegenüber ist scharf, obwohl unterhalb dieses letzteren im grünen Sandstein die roten Einlagerungen, plötzlichen Farbwechsel (und auch die durch wandernde Lösungen hervorgerufenen nachträglichen Abfärbungen) recht häufig werden.

## 2. Gruppe der Rotsandsteine unterhalb des Konglomerats

Von der Hangendbildung, dem sog. Rotsandstein unterhalb des Konglomerats, kann heute bereits festgestellt werden, dass diese in östlicher Richtung (s. Abb. 1.) an Mächtigkeit zunimmt. Es ist des weiteren klar, dass die unteren Rotsandsteinschichten des östlichen Teilgebietes stratigrafisch den grünen – graugrünen Sandsteinen des mittleren bzw. westlichen Teilgebietes entsprechen, eine heteropische Facies derselben darstellen. Die bisher ausgeführten petrografischen Untersuchungen haben bewiesen, dass sie sedimentologisch den grünen – graugrünen Sandsteinen am nächsten stehen. Im unteren Teil der roten Sandsteinserie sind grüne – graugrüne Sandsteinlinsen häufig; ihre Zahl nimmt jedoch aufwärts stetig ab.



Die untere Grenze ist überall scharf. Wie soeben besprochen, entspricht die östlich zunehmende Mächtigkeit einem Facieswechsel und nicht einer stratigrafischen Grenze.

An der Grenze von grünem und rotem Sandstein liegt im allgemeinen ein gutsortierter feinkörniger Sandstein. Nach oben zu werden die Gesteine immer schlechter sortiert, psammitisch. Der Quarzgehalt wechselt von 40 bis 70%, mit Überschuss magmatisch entstandener Körner. Unter den Feldspäten ist Ortoklas, Mikroklin häufig, Plagioklas ist untergeordneter. Die Feldspäte betragen 15 bis 30%, 25% im Durchschnitt. Als detritische Gemengteile kommen Trümmer von Quarzporphyr, Quarzit, Phyllit vor. Im grossen Ganzen sind diese Gesteine aleurolitischer Natur. Das Bindemittel ist meistens Illit, selten mit kalzitischen, limonitischen Durchtränkungen.

Als Einlagerungen kommen im unteren Teil der Serie Linsen von kristallinem Kalkstein vor. Makroskopisch können diese nicht leicht von den feinkörnigen Sandsteinen unterschieden werden. Sie bestehen zu 90 bis 95% aus Karbonatkörnern von 0,2 – 0,03 mm Durchmesser. Selten erreichen die Körner die Grösse von 1 mm. Das Gestein enthält Quarzkörner und eine mit Limonit durchtränkte pelitische Fraktion.

Die Korngrössenverteilung des Sandsteins ist abwechslungsreich, feinkörnig bis psephitisch, örtlich mit Zwischenlagen von Aleurolit und schieferigen Tonlinsen. Die überwiegende Korngrössenklasse ist jedoch recht grob. Die linsenartige Lagerung ist verbreitet und kennzeichnend. Untergeordnet kann auch Schrägschichtung beobachtet werden.

Die soeben beschriebene Serie von Rotsandstein wird überlagert von einem Grobkonglomerat torrentieller Art, die auch nach O an Mächtigkeit zunimmt. Faciell führt der Rotsandstein in fluviatiler Oberlauf-Entwicklung allmählich zum Konglomerat über.

### 3. Faciesverhältnisse, paläogeografische Folgerungen

Es geht aus den soeben besprochenen lithologisch-stratigrafischen und Lagerungsverhältnissen klar hervor, dass in beiden Serien der Gruppe grauer und grau-grüner Sandsteine, besonders in der Serie grüner bzw. grünlichgrauer Sandsteine vertikal und horizontal häufige Facieswechsel vorliegen. Es handelt sich dabei überwiegend um Veränderungen der Lithofacies. Die Facieswechsel, obwohl häufig, sind nicht abwechslungsreich. Die Unterschiede bestehen in Änderungen der Korngrössenverteilung, der Gesteinsfarbe (oxydierte, reduzierte Farben), örtlich in der Fällung von chemogenen Bestandteilen. Besonders kennzeichnend ist dies in den höheren Lagen der Schichtengruppe, im östlichen ebenso wie im westlichen Teilgebiet.

In der Serie grauer Sandsteine ist die Lithologie verhältnismässig eintönig. Ausser den grauen, weiter oben grau-grünen, vorwiegend mittelkörnigen Sandsteinen sind keine anderen lithologischen Typen bekannt. Die graue Gesteinsfarbe deutet die reduzierende Natur des Ablagerungsmittels an, der  $O_{Fe}$ -Wert der Schichtenreihe liegt unter 3. Die Baumstämme, die feinen Kohlenschnüre und anderen lithologischen Merkmale lassen eine Ablagerung in ruhigem Wasser, eventuell eine lakustrische Entwicklung vermuten. Eine anfängliche



Versumpfung tritt nur im oberen Teil der Serie auf, mit verkieselten, verkohlten Baumstämmen, Kohlenschnüren und überwiegend linsenartiger Lagerung.

In diesem stratigrafischen Horizont kann man die lakustrische (Delta-) Facies ziemlich weit verfolgen, ohne dass man wesentliche Veränderungen beobachten könnte. Die Entfernung des Abtragungsgebietes kann aus der durchschnittlich halbfainen Korngrösse, sowie aus der unabgerollten Form der klastischen Gemengteile bestimmt werden: diese Entfernung dürfte keine grosse gewesen sein. Die Zusammensetzung der Klastika weist auf die Abtragung der metamorphen Hülle eines damals bis zur Erdoberfläche emporreichenden Granitplutons hin. Demnach soll das untersuchte Gebiet das unmittelbare Sammelbecken, die lokale Erosionsbasis der umgebenden Gebirge gewesen sein: es erhielt einen kräftigen Zufluss von groben Klastika.

Während die untere, graue Sandsteinserie der Schichtengruppe durch ziemlich eintönige Lithologie und grosse Verbreitung gekennzeichnet wird, zeigt die Serie grüner bzw. grünlichgrauer Sandsteine in ihrem Hangenden vertikal und auch horizontal viel mehr Abwechslung. Am auffallendsten ist der Faciesunterschied im östlichen Teilgebiet, der im oberen Horizont des unteren Gliedes auftritt und als kräftige rote Färbung des Sandsteines zur Geltung kommt. Ein anderer merkwürdiger Unterschied besteht darin, dass die Häufigkeit und Intensität der Facieswechsel im westlichen Teilgebiet geringer ist als in der Mitte oder im Osten. Ausser den beiden obengennannten wichtigsten Unterschieden gibt es noch zahlreiche andere, die die Absonderung der beiden Serien anhand ihrer stratigrafischen und faciellen Merkmale begründen.

Als Faciesunterschied lässt sich auch der scharf abstechende  $O_{Fe}$ -Wert des mittleren Gliedes deuten, der zwischen den liegenden grauen und den hangenden roten Sandsteinen einen Übergang bildet. Während nämlich der  $O_{Fe}$ -Wert der ersteren in der Regel unter 3, der der letzteren über 8 liegt, schwankt der  $O_{Fe}$ -Wert der mittleren Serie zwischen 3 und 8. Nach alledem ist die mittlere Serie in einem allmählich emporsteigenden Gebiet, in seichtem Wasser entstanden, im besser gelüfteten Wasser eines Piedmont-Beckens, das jedoch noch immer Sumpfbildungen enthielt. Auch der höhere Redox-Wert, die Anreicherung von Baumstammresten deutet eine grössere Ufernähe und seichtes, stagnierendes Wasser an.

Auch horizontal können Unterschiede festgestellt werden: im östlichen Teilgebiet sind im seichteren Wasser oxydierte Bildungen in linsenartiger Lagerung entstanden; dagegen kommen weiter westlich gleichmässig gelagerte Bildungen von reduzierter Farbe (grau, graugrün) vor, die vermutlich in ruhigerem Wasser, etwas weiter vom Ufer entfernt entstanden sind. Es geht auch aus dem O-W-Profil hervor, dass die grauen-graugrünen Bildungen des westlichen Teilgebietes in der Mitte und im O durch typisch terrestrische Ablagerungen abgewechselt werden.

Diese Umstände bestätigen die Annahme, dass während der untersuchten Zeitspanne in dieser Region eine z. T. versumpfte Binnensee vorlag, deren Tiefe in grossen Zügen von O gen W (von ONO nach WSW) zunahm. Dabei lag das westliche Teilgebiet dem Abtragungsgebiet am nächsten. Deshalb nimmt auch die Mächtigkeit des Rotsandsteins unterhalb des Konglomerats im O stark zu. So sind die „oxydierten“ und typisch terrestrischen Ablage-



rungen im östlichen Teilgebiet viel früher zustandegekommen — d. h. gleichzeitig mit der Ablagerung von reduzierten Sedimenten im W.

Die Analyse der Faciesveränderungen in Raum und Zeit gestattet auch Rückschlüsse betreffs der Transportrichtungen in der untersuchten Region.

Bezüglich der Bildungen der Serie grauer Sandsteine können die Transportrichtungen nicht ermittelt werden. Wie oben besprochen, deuten diese Ablagerungen verhältnismässig ruhige, gleichmässige Bildungsverhältnisse an. Faciesveränderungen oder Unterschiede in den Lagerungsverhältnissen, die die Bestimmung der Transportrichtung gestatten würden, sind nicht bekannt. Die hiesigen Ablagerungen können als Bildungen in einem den Bergen vorge-lagerten ruhigen Becken betrachtet werden.

Nach A. Barabás deuten die Messungen der Kreuzschichtung im oberpermischen Sandstein von Jakabhegy eine vom NW nach SO gerichtete Transportrichtung an. Vermutlich lässt sich diese Richtung auch auf die Serie grüner, graugrüner Sandsteine verallgemeinern. Die Richtigkeit dieser Annahme ist anscheinend bewiesen durch das im NW bei Korpád erbohrte granitische Grundgebirge. Auch geophysikalische Messungen (Geomagnetik) und anderweitige geologische Erwägungen weisen darauf hin, dass im N und NW der einst hochliegende Granit auch heute noch unter jungen Deckschichten vorhanden ist. Jedoch soll das detritische Material der Serie grüner, graugrüner Sandsteine laut neuester Forschungsergebnisse doch nicht aus dieser Richtung abgeleitet werden. Nämlich würde einer solchen Annahme die Lagerung der einzelnen Faciestypen in der Rotsandsteinserie widersprechen. Wie es aus der Profilskizze O—W (Abb. 1.) hervorgeht, würde ein Transport aus dem NW die Lagerungsverhältnisse völlig asymmetrisch erscheinen lassen. Es wäre dann nämlich schwer erklärbar sein, warum alle Facies- und lithologischen Unterschiede O—W und nicht NW—SO polarisiert sind. Alles in allem lassen die Facies- und Ablagerungsverhältnisse eine Transportrichtung O—W vermuten. Diese Annahme ist durch neuere Untersuchungen bewiesen worden. (In seiner zitierten Arbeit wies A. Barabás darauf hin, dass der Rotsandstein unterhalb des Konglomerats nach dem O an Mächtigkeit zunimmt, jedoch führte er diesen Umstand auf eine tektonisch begründete Wiederholung der Schichten zurück.) Diese Annahme kann — laut wörtlicher Mitteilung von K. Virágh — auch auf die Südflanke der Permantiklinale erweitert werden. (Fig. 3.)

Dementsprechend soll als Abtragungsgebiet der Granit in der östlichen Verlängerung des Mecsekgebirges sowie die Schieferhülle desselben (bei Faze-kasboda — Mórág — Ófalu) betrachtet werden. Die Petrografie der dortigen Gesteine lässt sich in grössen Zügen mit den oben beschriebenen Befunden vereinbaren. Allerdings werden noch weitere Untersuchungen nötig sein, um die obigen grosszügigen Feststellungen auch in den Einzelheiten zu beweisen.





## B) STRUKTURGEOLOGIE DER NÖRDLICHEN ANTIKLINALFLANKE

Die strukturgeologischen Verhältnisse sind anhand zahlreicher geologischer Profile und geologischer Fundamentalaufnahmen untersucht worden. Das so entstandene Bild wird jedoch durch spätere Forschung gewiss noch modifiziert werden.

Die grundlegende Struktureinheit des westlichen Mecsekgebirges ist eine grosse Antiklinale. Ihre O–W gerichtete Achse verläuft nördlich von den Gemeinden Boda und Bakonya durch Kővágótöttös, und taucht nördlich von Kővágószőlős in östlicher Richtung unter jüngere Ablagerungen. In der Achsenregion der Antiklinale sind die jüngeren Permabildungen erodiert und es kommen die Ablagerungen des Unterperms zutage. An der Südflanke streichen die Schichten im allgemeinen WSW–ONO, mit durchschnittlichen Einfallswinkeln von  $15^\circ$  bis  $30^\circ$ , in grösserer Entfernung von der Antiklinalachse sogar  $35^\circ$ – $50^\circ$ . Diese Zunahme der Einfallswinkel mit wachsender Entfernung von der Achse ist ziemlich regelmässig. Die Südflanke ist nach dem Süden durch eine Schuppenzone abgeschlossen, entlang welcher das Perm neben junge (miozäne) Ablagerungen zu liegen kommt.

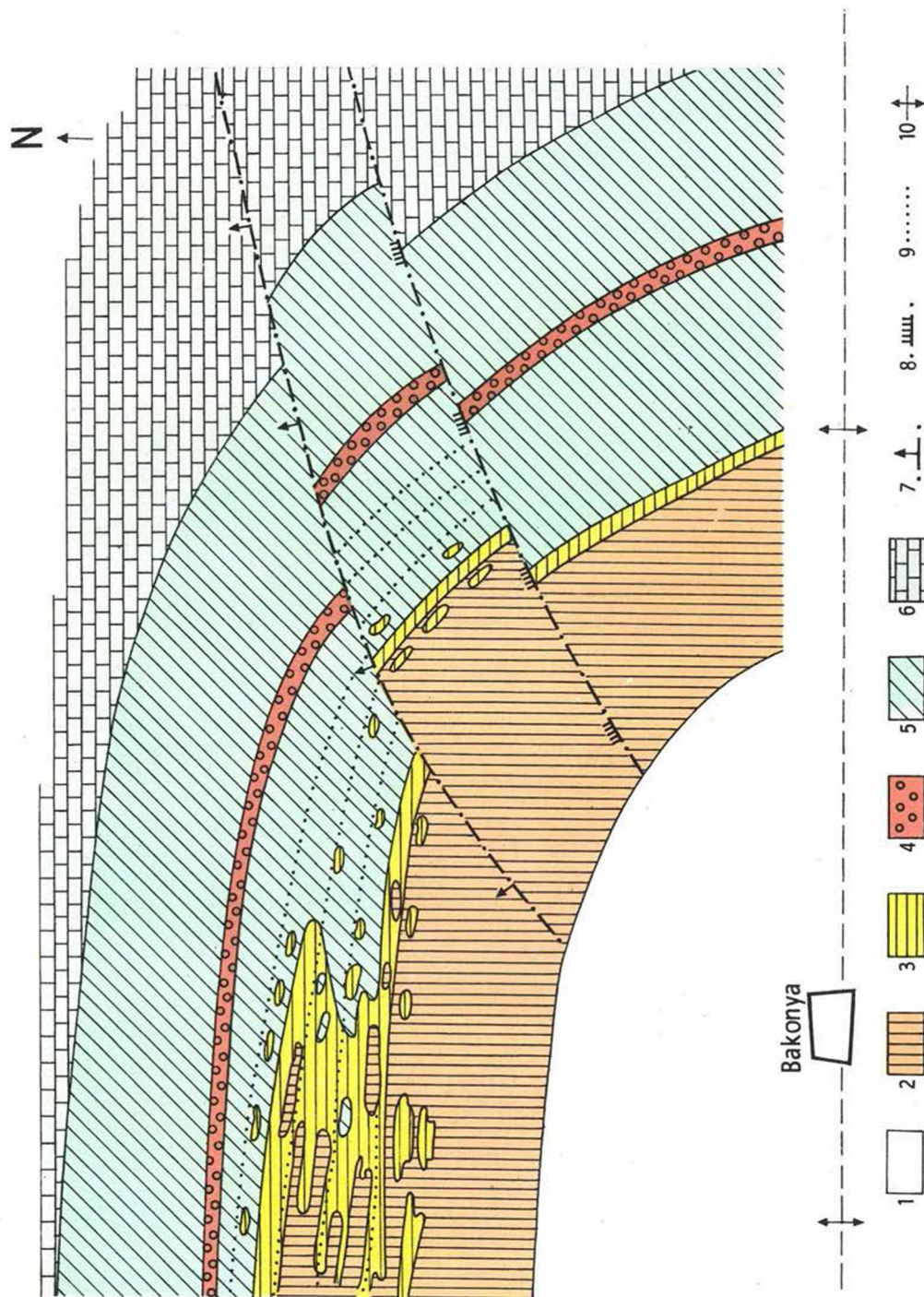
Die eingehender zu beschreibende nördliche Antiklinalflanke ist aus Perm- und Triasbildungen aufgebaut (Abb. 4.). Die Tiefbohrungen dieser Flankenregion haben keine vormittelpermischen Bildungen erfasst. Die Erbohrung der älteren Ablagerungen würde schon eine recht grosse Bohrteufe benötigen. Die hier zu berichtenden Beobachtungen betreffen z. T. die im stratigrafischen Teil beschriebenen Bildungen und z. T. die Ablagerungen in deren Hangenden.

Es kann vor allem festgestellt werden, dass die Grundzüge der Struktur nach einer ziemlich gleichmässigen Ablagerung, jedoch vor allen anderen tektonischen Beanspruchungen zustande gekommen sind. Die plikative (gefaltete) Grossform, die durch annähernd N–S gerichtete Kräfte entstanden ist, wird nur örtlich durch lokale Kleinfalten kompliziert. Es ist z. Z. noch ungeklärt, ob diese Kleinformen gleichzeitig mit der Grossform, oder später, als Undulationen zustande gekommen sind. An der in Abb. 4. dargestellten Nordflanke geht laut Messungen am Tage und in geringer Teufe untertags die Neigungsrichtung, die im westlichen Teilgebiet noch nach NW zeigt, allmählich in eine nördliche (N von Bakonya), nordöstliche, (bei Tótvár) und endlich in eine östliche (bei Cserkut) über.

Die allgemeine NW-liche Einfallrichtung des westlichen Teilgebietes wird nur örtlich durch nördlich, nordöstlich gerichtete Abweichungen gestört. Die häufigsten Einfallswinkel liegen um  $20^\circ$ , jedoch sind Extreme von  $10^\circ$  bis  $40^\circ$  auch zu treffen. Nach den ziemlich spärlichen Angaben über dieses Teilgebiet ist die ursprüngliche Grossform hier durch spätere plikative Formen fast nicht abgeändert worden. Weiter östlich (bei Bakonya und im östlichen Teilgebiet) können die nachträglichen Umformungen schon besser ermittelt werden. Der Einfallswinkel,  $15^\circ$  bis  $25^\circ$  im Durchschnitt, erreicht in extremen Fällen  $0^\circ$  und  $70^\circ$ . In diesem Teilgebiet lassen sich auch die obengenannten gefalteten Kleinformen beobachten. Die Achsenrichtung der einen, hinreichend aufgeschlossenen Teilantiklinale ist NNO–SSW; ihre Länge beträgt etwa 100 m. 25 m untertags liegen die Schenkel dieser Teilantiklinale in etwa  $20^\circ$  m Entfer-



Abbildung 4.



MÄFI 75/1967

Abb. 4. Tiefengeologische Kartenskizze der Nordflanke der Permiantiklinale

Zeichenerklärung: 1. Buntsandsteingruppe; 2. Serie grüner Sandsteine; 3. Untertrias; 4. Gruppe der Rotsandsteine des Jakabhegy; 5. Antiklinalachse; 6. Bruchzone; 7. Aufschubungszone; 8. Aufschubungszone; 9. Aufschubungszone; 10. Aufschubungszone.

nung voneinander, und ihre Einfallswinkel betragen 20 bis 25°. Am NNO-Ende dieser Teilantiklinale schmiegen sich die Schichten allmählich in die allgemeine Richtung der Grossform ein, dagegen wird die Kleinform im SSW durch einen Bruch von grosser Wurfhöhe abgeschlossen. In diesem Teilgebiet sind auch plikative Formen bekannt, die jedoch nur Änderungen der Streichrichtung und Flexuren entsprechen.

Für die Erkenntnis der Grossformen und für die weitere Forschung ist es von besonderer Wichtigkeit, dass im N das plötzliche Absinken der Perm- und Triasbildungen nicht allein durch Abschiebungen hervorgerufen worden ist, sondern z. T. auch durch verhältnismässig jähe Änderungen der Grossform. Heute steht es anhand von Messungen an Bohrungen und in Aufschlüssen fest, dass in der Teufe die Einfallswinkel örtlich stark ansteigen (bis 55°–75°), um in 50 bis 70 m Entfernung in Einfallsrichtung wieder auf 15° bis 30° herabzusinken. Eine derartige Erscheinung ist im mittleren Teilgebiet (N von Bakonya) in 150 m Länge erkundet worden.

An der Nordflanke der Permantiklinale lassen sich in zeitlicher Reihenfolge die folgenden Bruchsysteme unterscheiden:

a) Die ältesten und häufigsten Brüche streichen O–W. Genauer gesagt schwankt die Streichrichtung zwischen 90° und 60°. Die Bruchfläche ist steil, mit Neigungen von 50° bis 90°. Die Wurfhöhe beträgt 10 cm bis 5 m, örtlich sogar 10 m.

b) Die Bedeutung und Verbreitung der SO–NW streichenden Brüche ist geringer als die der Brüche der Gruppe a) Ihre Wurfhöhe erreicht höchstens 20 cm und beträgt im allgemeinen bloss etliche cm. Sie fallen z. T. nach dem NO, z. T. nach dem SW ein. Ihre Neigung beträgt im allgemeinen 30° bis 50°.

c) Die Brüche von Streichrichtung NO–SW fallen den SO ein. Ihr Streichen schwankt zwischen 30° und 50°, ihre Neigung zwischen 30° und 55°. Ihre Wurfhöhe beträgt 2 bis 8 m. In der Bruchebene ist oft eine tonige Ausfüllung von einigen cm bemerkbar. Obwohl diese Brüche im allgemeinen nicht besonders dicht aneinander stehen, besitzen sie doch eine ziemlich grosse Bedeutung.

d) Die jüngsten Abschiebungen sind mit den vorangehenden im Streichen nahezu parallel. Eine solche Abschiebung tritt am Südrand der Nordflanke auf und hat etwa 200 m Wurfhöhe. Da dieser Bruch so eine mächtige Verwerfung hat, und gewisse Bildungen abschneidet, kann er als Grenzbruch betrachtet werden. Die Bruchfläche fällt nach 340° um 60°–75° ein. In der Bruchebene findet man örtlich eine tonige Ausfüllung von bis 1,5 m Mächtigkeit, und an beiden Seiten mylonitisierte Zonen von 6 bis 10 m Durchmesser.

e) Die jüngsten Brüche sind Aufschiebungen parallel zur Antiklinalachse. Sie sind meistens den Ebenen der Schichtung parallel. Der Hangendblock ist bei solchen Aufschiebungen in südlicher Richtung über den Liegendblock fortbewegt worden.

Infolge der allgemeinen linsenartigen Lagerung der Bildungen an der Nordflanke der Permantiklinale treten diese Aufschiebungsebenen manchmal auch aus den Schichtungsebenen hervor und zerschneiden Schichten. Sie können dadurch nachgewiesen werden, dass sie die älteren tektonischen Elemente (Brüche) verschieben. Die Grösse der Verschiebung beträgt in der Auf-



schiebungsebene gemessen 10 cm bis 5 m. Die Ebenen liegen meist an den gleitfähigen Schichten von dunkelgrauem oder schwarzem feinkörnigem pelitischem Sandstein bzw. Ton von einigen cm bis einigen Dutzend cm Mächtigkeit.

Die hier aufgezählten Brüche können anhand der zur Verfügung stehenden Beobachtungen leicht systematisiert werden. Die kennzeichnenden Bruchsysteme der Nordflanke streichen NO–SW, die senkrecht zu dieser Richtung verlaufenden Brüche sind an Zahl und Bedeutung untergeordnet.

Die allgemeine N–NW-liche Neigung der Schichten und die gleichgerichteten Abschiebungen haben im wesentlichen eine Schollentreppe zustande gebracht, die nur örtlich durch S oder SO gerichtete Verwerfungen und entsprechende Grabenstrukturen unterbrochen werden.

Westlich vom mittleren Teilgebiet (von Bakonya) ist das NO–SW-Bruchsystem vorherrschend, doch kommt den senkrecht, NW–SO streichenden Brüchen eine ziemlich grosse Bedeutung zu. Die eingehendere Erforschung dieser Brüche ist eine Aufgabe der Zukunft.

Der Südrand des östlichen Teilgebietes muss gesondert betrachtet werden, da er durch den obengenannten Grenzbruch vom nördlichen Teil abgeschnitten ist. Der Grenzbruch beginnt im W mit NO-Streichen, schwenkt jedoch im O in eine östliche Richtung um. Nördlich davon gelten die obenbesprochenen Gruppen von Brüchen: südlich davon sind sie jedoch nicht mehr nachweisbar. Die Lagerung ist hier viel ruhiger und es kommen nur NO–SW streichende Brüche und Aufschiebungen von geringer Bedeutung vor.

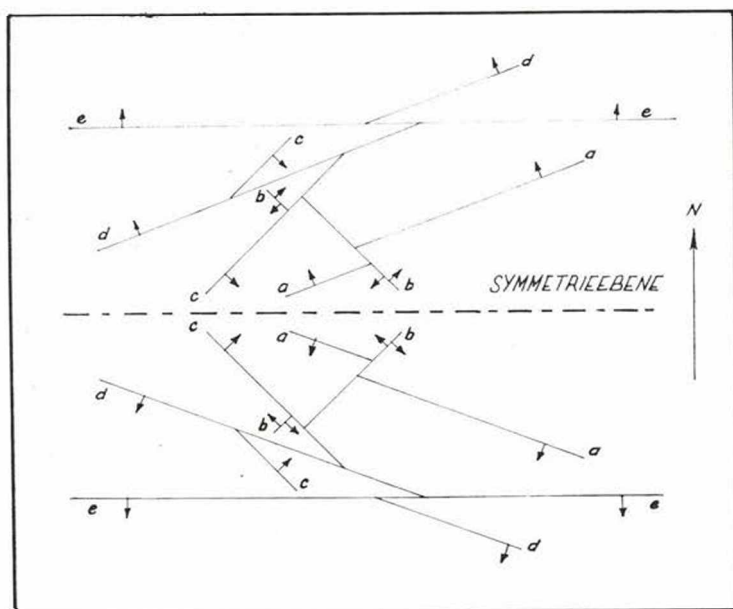


Abb. 5. Skizze der Orientierung und zeitlichen Folge von Bruchsystemen an der Nord- und Südflanke der Permiantiklinale.

Dem Teilgebiet von Bakonya gegenüber, an der Südflanke der Permantiklinale, in der eingehend erforschten Gegend von Kővágószőlős hat man nach K. Virágh ein Bruchsystem festgestellt, das spiegelbildlich dem oben beschriebenen entspricht. Dieser Umstand wirft den Gedanken auf, die Genese und die Entwicklung dieser im wesentlichen gemeinsamen Bruchgruppen gemeinsam zu untersuchen. Bei der Deutung von Grossformen und tektonischen Deformationsfelder hat man als ergänzende Methode die Theorie der Deformationsellipsoide vielfach mit Nutzen angewendet. Trotz gewisser inhärenter Mängel hat sich diese Methode auch bei der Analyse der Spannungsfelder und der zeitlichen Folge von Bruchsystemen als brauchbar erwiesen.

Zur Zeit können im besprochenen Gebiet die einzelnen Bruchsysteme zeitlich noch nicht unterschieden werden. Andererseits ist der Umstand zu beachten, dass in einem und demselben Deformationsfeld und Spannungsellipsoid die Brüche verschiedene Richtungen haben können in Abhängigkeit davon, wie weit die einzelnen Bildungen elastisch oder plastisch sind. Die Umschwenkung des Grenzbruches von Bakonya von NO nach O kann auf eine derartige Erscheinung zurückgeführt werden.

Das Deformationsellipsoid der besprochenen Gegend bzw. seiner Brüche ist als Abb. 5. dargestellt. Mit der kleinen Achse NS, der grossen Achse vertikal, und der mittleren Achse OW gerichtet geht es hervor, dass die strukturellen Richtungen der Nordflanke spiegelbildliche Gegenstücke der entsprechenden Richtungen der Südflanke sind. Weiterhin ist die Spiegelebene der beiden Ellipsoide annähernd der Achse der Permantiklinale parallel (Abb. 5). Obzwar der Bewegungsmechanismus der einzelnen Bruchsysteme noch nicht voll aufgeklärt ist, lässt sich bereits behaupten, dass wenn von den parallelisierbaren Bruchsystemen das eine einer Dilatation entspricht, so ist dies auch beim anderen der Fall usw.

Jedenfalls kann die soeben umrissene Methode nur als Ergänzung anderer Analysenverfahren herangezogen werden, da es laut K. Virágh an der Südflanke der Antiklinale ziemlich viele Formenelemente gibt, die sich in diese Schemata noch nicht einordnen lassen.

Im Vergleich mit den anderen Regionen des Mecsekgebirges lässt sich feststellen, dass sich die Befunde betreffs der Struktur der Nordflanke der Permantiklinale gut in das allgemeine Strukturbild des Gebirges einfügen. Andererseits erscheint es als unmöglich, die Alter der einzelnen Bewegungen allein anhand der Untersuchung der Permserie zu bestimmen.

#### LITERATUR

- Barabás, A. 1956.: A mecseki perm időszaki képződmények (Die Permbildungen des Mecsekgebirges). Kandidatendissertation, Manuskript.
- Barabás, A. — J. Kiss 1958.: La genèse et le caractère pétrographique sédimentaire de l'enrichissement de minerais d'uranium dans la Montagne Mecsek. Deuxième Conf. Int. Genève, 132–139.
- Böckh, J. 1876.: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai (Geologische und Wasser-Verhältnisse der Umgebung der Stadt Pécs). Földt. Int. Évk. 4, 129–287.
- Földvári, A. 1952.: Radioaktív anyagok geokémiája a Mecsek-hegységben (Geochemie radioaktiver Substanzen im Mecsekgebirge). MTA Müsz. Tud. Oszt. Közl. 5, 3, 11–24.



- Földvári, A. 1948.: A magyarországi radioaktív kutatás földtani és közettani vonatkozásai (Geologische und petrographische Beziehungen der Prospektion auf radioaktive Substanzen in Ungarn), MÁFI Évi Jel. 108, 35–50.
- Heer, O. 1877.: A Pécs vidékén előforduló permii növényekről (Über die in der Umgebung von Pécs vorkommenden permischen Pflanzen). Földtani Int. Évk. 5, 1–16.
- Hoffmann, K. 1907.: Adatok a pécsi hegység geológiájához (Beiträge zur Geologie des Pécsi Gebirges), Földtani Közlöny, 37, 111–116.
- Kiss, J. 1960.: Az epigén krómesillám szerepe a mecseki permii összletben (Die Rolle des epigenetischen Chromglimmers im Permkomplex des Mecsekgebirges). Földtani Közlöny 90, 73–82.
- Kiss, J. 1957.: A mecseki U-érc ásványos alkata és genezise (Mineralogische Beschaffenheit und Entstehung des U-Erzes im Mecsekgebirge). Kandidatendissertation, Manuskript.
- Kiss, J. – Á. Grossz 1958.: Konkrecióképződés és új karbonátos fácies a Mecsek hegységi permii pszammitos összletben (Konkretionbildung und neue karbonatische Facies im permischen Psammitkomplex des Mecsekgebirges). Földtani Közlöny 88, 415–427.
- Mauritz, B. 1913.: A Mecsek hegység eruptívus kőzetei (Eruptivgesteine des Mecsekgebirges). Földt. Int. Évk. 21, 151–190.
- Mauritz, B. – G. Csajághy 1942.: Alkáli telérkőzetek Mórág környékéről (Alkalische Ganggesteine aus der Umgebung von Mórág). Földtani Közlöny, 82, 137–142.
- Papp, F. 1952.: Mórág vidéki gránitok és kísérő kőzetek (Granite und Nebengesteine aus der Umgebung von Mórág). Földtani Közlöny 82, 143–156.
- Roth, S. 1876.: A Fazekasboda – Mórág-i hegylánc (Baranya m.) eruptív kőzetei (Eruptivgesteine des Bergzuges von Fazekasboda – Mórág /Komitat Baranya/). Földt. Int. Évk. 4, 103–128.
- Szádeczky – Kardoss, E. 1955.: Geokémia (Geochemie). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Szádeczky – Kardoss, E. 1955.: Közettan (Petrografie) (Lehrheft).
- Tuzson, J. 1911.: A balatoni fosszilis fák monográfiája (Monografie der fossilen Bäume der Balatongegend). A Balaton Tud. Tan. Eredm. 4.
- Vadász, E. 1935.: A Mecsekhegység (Das Mecsekgebirge). Magyar Tájak Földtani Leírása. I.
- Vadász, E. 1912.: Földtani megfigyelések a Mecsekhegységből (Geologische Beobachtungen aus dem Mecsekgebirge). Földt. Int. Évi Jel. (1911), 67–74.
- Vadász, E. 1917.: A Mecsek hegység nyugati része (Der westliche Teil des Mecsekgebirges). Földt. Int. Évi Jel. (1916), 389–398.
- Vadász, E. 1960.: Magyarország földtana (Die Geologie Ungarns). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Vadász, E. 1957.: Földtörténet (Historische Geologie). Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Vadász, E. 1955.: Elemző földtan (Analytische Geologie). Akadémiai Kiadó, Budapest.